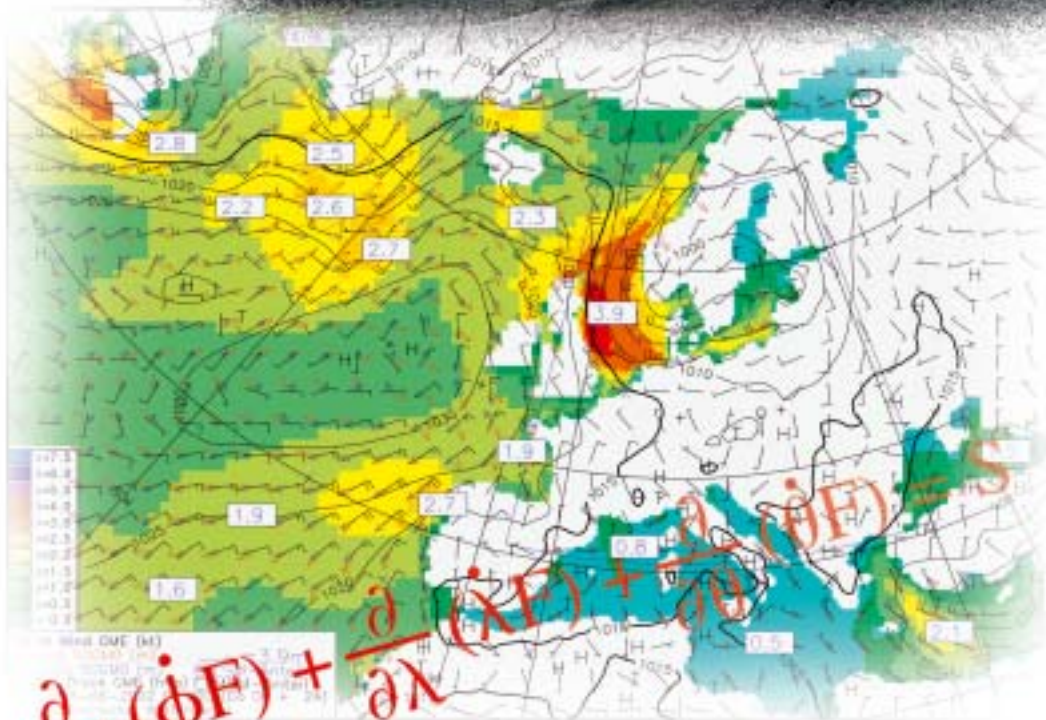




Die neue Modellkette des DWD II



$$\frac{dF}{dt} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\phi F) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\lambda F) = S$$

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuß

Dipl.-Met. **U. Gärtner** (Offenbach a. M.)

Priv.-Doz. Dr. G. Adrian (Offenbach a.M.)

Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Dr. J. Neisser (Lindenberg)

Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)

Prof. Dr. P. Speth (Köln)

Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:

Theorie für die Praxis am Beispiel eines Seegangsmodells: Von der Modellgleichung über das Produkt bis zum Kunden.

Foto des Seenotrettungskreuzers „Hermann Helms“ der DGzRS in schwerer See von YPS/Peter Neumann, Hamburg, <http://www.ypscollection.de>.

Mit freundlicher Genehmigung der Deutschen Gesellschaft zur Rettung Schiffbrüchiger/Bremen.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 €.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck:

Weppert GmbH & Co. KG
97424 Schweinfurt
Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

28. Jahrgang, Heft 1/2, 2002

Thema des Heftes:

Die neue Modellkette des DWD II

Fachliche Redaktion: G. Adrian, Offenbach a.M.

Fachliche Durchsicht: G. Groß, Hannover

Kapitel	Seite
V. RENNER	
8 Interpretation	1-7
U. DAMRATH	
9 Verifikation von Wettervorhersagen	8-16
A. BEHRENS	
10 Seegangsvorhersage	17-23
I. JACOBSEN	
11 Vorhersage der radioaktiven Ausbreitung	24-32
U. SCHÄTTLER	
12 Nutzung moderner Höchstleistungsrechner	33-39
T. HANISCH	
13 Organisation der Numerischen Wettervorhersage	40-45
K. BALZER	
14 Zum Mensch-Maschine-Konflikt in der Wettervorhersage	46-54
Blick nach draußen	
Der Britische Wetterdienst (Met Office)	55-57
U. KAMINSKI, M. WELLER	
Außergewöhnliches Saharastaub-Ereignis in West- und Mitteleuropa (Erklärung für eine fehlgeschlagene Sichtvorhersage)	58-63
A. KÖRTZINGER, D. W. R. WALLACE	
Der globale Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogene Störung – eine Betrachtung aus mariner Perspektive	64-70
Buchbesprechungen – Neuerscheinungen	71-74
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1999	75-79
Anschriften der Autoren dieses Heftes	80
Redaktionelle Hinweise für Autoren	81

A. KÖRTZINGER, D. W. R. WALLACE

Der globale Kohlenstoffkreislauf und seine anthropogene Störung – eine Betrachtung aus mariner Perspektive

1 Einleitung

Das Konzept des anthropogenen Treibhauseffekts – heute über Medien und Schulen fast schon in unser Alltagswissen vorgedrungen – brauchte lange Zeit, um sich in der Fachwelt zu etablieren (Weart 1997). Bereits 1824 von Joseph Fourier durch den Vergleich der Atmosphäre mit einer Glasschüssel ins Spiel gebracht, dauert es jedoch bis 1896, als der schwedische Wissenschaftler Svante Arrhenius eine erste quantitative Betrachtung zum atmosphärischen Treibhauseffekt liefert – ein Meilenstein ist erreicht. Auch Arrhenius bemüht den Vergleich zum „hot house“, ein wissenschaftlicher Durchbruch wird der Idee damit jedoch nicht beschert. Selbst in der 40er Jahren herrscht noch als gängige Lehrmeinung (Blair 1940): „We can say with confidence, that climate is not influenced by the activities of man except locally and transiently“ – angefochten nur durch wenige Wissenschaftler wie etwa Callendar (1938), der die wenigen zur Verfügung stehenden atmosphärischen CO_2 -Messungen mit dem damals bereits beobachteten globalen Temperaturanstieg zusammenbringt und einen anthropogenen CO_2 -Effekt postuliert. Erst die 50er Jahre bringen endgültig

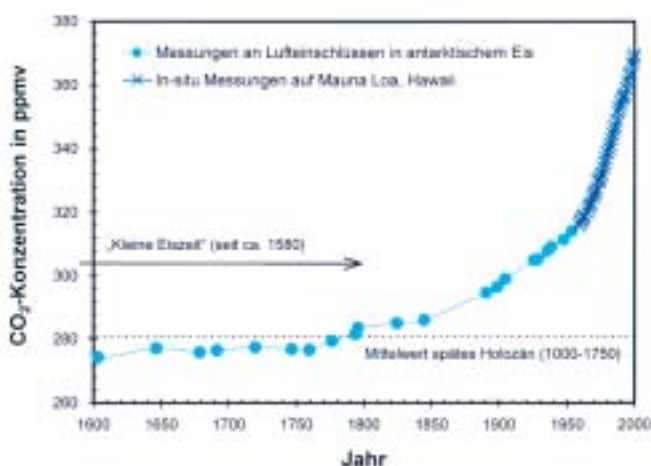


Abb. 1: Entwicklung der atmosphärischen CO_2 -Konzentrationen in den letzten 400 Jahren. In-situ CO_2 -Messungen werden seit 1957 auf dem Hawaiianischen Vulkan Mauna Loa (sowie inzwischen weltweit an vielen weiteren Stationen) durchgeführt (Keeling und Whorf 2001). Die in polaren Eismassen eingeschlossene Luft stellt darüber hinaus ein Archiv dar, aus dem sich die Konzentration atmosphärischer Spurengase für die letzten 420000 Jahre rekonstruieren lässt. Die dargestellten Daten stammen vom Law Dome Eisbohrkern aus der Antarktis ($66^\circ 44' \text{ S}$, $112^\circ 50' \text{ E}$), der einen Zeitraum von etwa 1000 Jahren repräsentiert (Etheridge et al. 1996).

ein Umdenken in der wissenschaftlichen Welt, markiert vor allem durch eine Arbeit von Revelle und Suess (1957). Ihre Botschaft ist unerhört: „... human beings are now carrying out a large scale geophysical experiment of a size that could not have happened in the past and cannot be reproduced in the future.“

Der globale Wandel und damit besonders auch der globale Kohlenstoffkreislauf sind inzwischen Brennpunkte der Geowissenschaften. Ein theoretisches und quantitatives Verständnis des (zusätzlichen) Treibhauseffekts durch anthropogene Spurengase wie CO_2 , CH_4 , N_2O , FCKW usw. liegt vor. So wissen wir, dass aus einer Verdopplung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts ein zusätzlicher Treibhauseffekt von $3,7 \text{ W m}^{-2}$ resultiert (IPCC 2001). Auch über die Entwicklung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts im späten Holozän (Abb. 1) und darüber hinaus auch über die letzten 420 000 Jahre haben wir dank hochgenauer *in-situ* Messungen seit

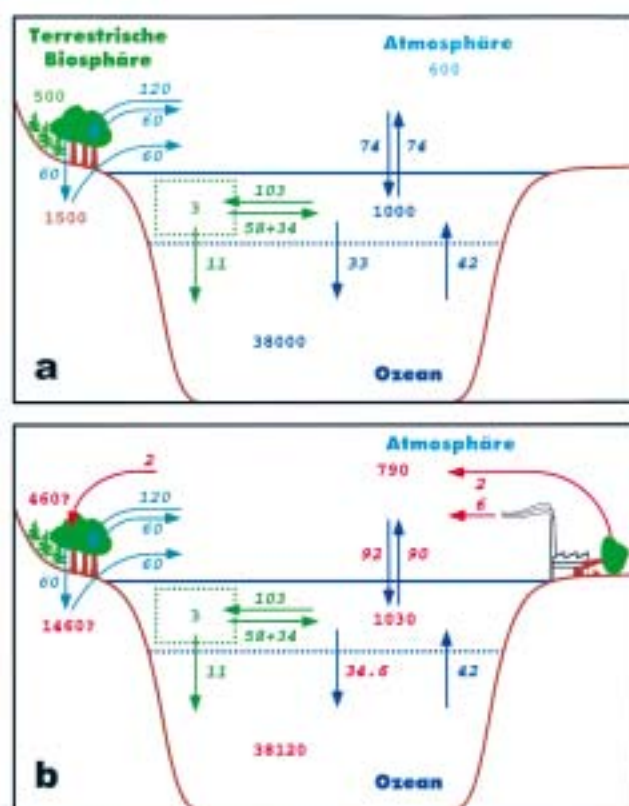


Abb. 2: Schematische Darstellung des vorindustriellen (a) und heutigen (b) globalen Kohlenstoffkreislaufs. Reservoirgrößen sind in Pg C angegeben, Austauschflüsse zwischen den Reservoiren in Pg C/Jahr . Rote Zahlen stellen Reservoire und Flüsse dar, die nach heutigem Verständnis anthropogen beeinflusst sind (modifiziert nach Siegenthaler und Sarmiento 1993).

1957 und für die Zeit davor durch Analyse von Luft-einschlüssen in polarem Eis sehr gute Kenntnis. Die vor allem in den letzten 10 Jahren gewonnenen Einsichten haben den menschlichen Einfluss auf das globale Klima und die Realität des globalen Wandels zur Gewissheit werden lassen. Dieses ist im Juli 2001 mit Nachdruck in der „Amsterdam Declaration on Global Change“ dokumentiert: „In terms of some key environmental parameters, the Earth System has moved well outside the range of the natural variability over the last half million years at least. The Earth is currently operating in a no-analogue state.“ Unsere gegenwärtige Epoche mag daher sehr wohl in die geologische Geschichte als das „Anthropozän“ eingehen, wie von Crutzen und Stoermer (2000) vorgeschlagen.

2 Der globale Kohlenstoffkreislauf

Da Kohlenstoff ein ubiquitäres Element ist, umfasst der Kohlenstoffkreislauf den gesamten Planeten. Angesichts der Zeitskalen, auf denen die einzelnen Kohlenstoffreservoirs sich mit der Atmosphäre austauschen, kann der globale Kohlenstoffkreislauf jedoch für die Betrachtung der anthropogenen Störung auf die rasch (≤ 1000 Jahre) austauschenden Reservoirs Atmosphäre, Ozean und terrestrische Biosphäre reduziert werden (Abb. 2). Von diesen stellt der Ozean mit 38000 Pg C (1 Pg = 1 Gt = 10^{15} g) das bei weitem größte dar. So enthält er etwa 63 mal mehr Kohlenstoff als die (vorindustrielle) Atmosphäre (600 Pg). In der terrestrischen Biosphäre sind etwa 2000 Pg C gespeichert, von denen sich der größere Anteil (1500 Pg) im organischen Kohlenstoffgehalt der Böden (Humus, Detritus) verbirgt und lediglich ein Viertel (500 Pg) in den lebenden Pflanzen, allen voran den Bäumen. Bei der Photosynthese der Landpflanzen werden jährlich etwa 120 Pg C in Form von Pflanzenbiomasse fixiert, die je zur Hälfte über autotrophe Respiration (Pflanzenatmung) und heterotrophe Respiration (mikrobieller Abbau von Streufall) wieder der Atmosphäre zugeführt werden.

Obwohl die marine Biosphäre mit 3 Pg C nur einen sehr kleinen Kohlenstoffspeicher repräsentiert, zeigt sie mit jährlich 103 Pg C eine der terrestrischen Biosphäre vergleichbare Brutto-Primärproduktion in der lichtdurchfluteten (euphotischen) Deckschicht des Ozeans. Diese um zwei Größenordnungen höhere Produktivität ist auf die hohen Wachstums- und Teilungsraten einzelliger Planktonorganismen zurückzuführen. Nahezu 90 % dieser Brutto-Primärproduktion werden über autotrophe (58 Pg C/Jahr) und heterotrophe Respiration (34 Pg C/Jahr) bereits in der Deckschicht veratmet und damit dem Meerwasser wieder zugeführt. Die verbleibenden 10 % repräsentieren die sogenannte „biologische Pumpe“, die Kohlenstoff vor allem in Form von partikulärer aber auch gelöster organischer Materie aus der Deckschicht in die tieferen Stockwerke des Ozean exportiert. Dieser Partikelfluss wird auf seinem meist wochenlangen Weg in die Tiefe weiter mikrobiell

abgebaut, so dass nur noch etwa 1 % den Meeresboden erreichen. Da auch hier die heterotrophe Respiration nicht endet, ist die letztlich im Sediment vergrabene und damit dem System entzogene Menge an organischem Kohlenstoff verschwindend gering (0,01 Pg C/Jahr). Etwas anders sieht es aus bei den Kalkschalen (CaCO_3), die von vielen Planktonorganismen (z. B. Kalkalgen, Flügelschnecken, Foraminiferen) in der Deckschicht gebildet werden. Dieser biogene Kalkfluss stellt zwar mit 0,4 Gt C/Jahr einen vergleichsweise geringen Kohlenstoffexport aus der Deckschicht dar. Allerdings wird die Hälfte davon (0,2 Gt C/Jahr) im Sediment vergraben und bildet damit den Hauptteil der sedimentären Kohlenstoffsенke im Ozean.

3 Das marine CO_2 -System

Während Kohlenstoff in der Atmosphäre fast ausschließlich in Form von CO_2 vorliegt, besteht das marine CO_2 -System nicht nur aus physikalisch gelöstem CO_2 , sondern vor allem aus den Dissoziationsprodukten der Kohlensäure, den Ionen Hydrogenkarbonat (HCO_3^-) und Karbonat (CO_3^{2-}). Die Verteilung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC = dissolved inorganic carbon) auf die drei Formen HCO_3^- , CO_3^{2-} und CO_2 (Verhältnis im Meerwasser grob 100:10:1) wird vom pH-Wert des Meerwassers bestimmt und erklärt dessen hohe Pufferkapazität hinsichtlich pH-Änderungen. Sie bestimmt damit wesentliche Eigenschaften des Meerwassers, so auch die Aufnahmekapazität für CO_2 . Aufgrund des Vorhandenseins dieses Karbonat-Puffersystems ist die CO_2 -Aufnahmekapazität eines Liters Meerwasser bei einer gegebenen atmosphärischen CO_2 -Erhöhung im Mittel etwa 10 mal größer als die von reinem Wasser. Das Meerwasser kann folglich auf die atmosphärische CO_2 -Störung sehr effektiv reagieren. So ergibt eine Abschätzung der thermodynamischen Aufnahmekapazität des Ozeans, dass etwa 85 % aller bisher durch menschliche Aktivitäten in die Atmosphäre eingebrachten CO_2 -Mengen vom Ozean aufgenommen werden sollten (bei der Berücksichtigung der Karbonatsedimente sogar > 95 %). Eine Betrachtung des heutigen, gestörten Kohlenstoffkreislaufs (siehe Abb. 2b) zeigt jedoch, dass der Ozean diese Kapazität bisher bei weitem nicht erreicht.

Diese Diskrepanz kann durch eine Betrachtung des kinetischen Aspekts der ozeanischen CO_2 -Aufnahme erklärt werden. Zwar equilibriert die Deckschicht des Ozeans etwa innerhalb eines Jahres mit dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre (damit bereits um den Faktor 10 langsamer als bei nichtreaktiven Gasen wie Sauerstoff oder Stickstoff), der eigentliche Flaschenhals besteht jedoch in der Verteilung von anthropogenem CO_2 im tiefen Ozean und damit in der mittleren Durchmischungszeit des Ozeans, die etwa 500-1000 Jahre beträgt. Diese mittlere ozeanische Ventilationszeit bedingt die Trägheit des Ozeans hinsichtlich atmosphärischer CO_2 -Änderungen. Das marine CO_2 -System

stellt folglich ein gewaltiges Kohlenstoffreservoir dar, dass auf längeren Zeitskalen den atmosphärischen CO_2 -Gehalt bestimmt, auf der Zeitskala der anthropogenen Störung jedoch weit hinter seiner thermodynamischen Kapazität zurückbleibt.

4 Die anthropogene Störung

Aufgrund der in den letzten 8000 Jahren weitgehend unveränderten atmosphärischen CO_2 -Konzentration wird allgemein davon ausgegangen, dass der globale Kohlenstoffkreislauf (Abb. 2a) sich vor Beginn der industriellen Revolution in einem Fließgleichgewicht („steady state“) befand. Der durch menschliche Aktivitäten zusätzlich in das System eingebrachte Kohlenstoff stellt eine Störung dieses Gleichgewichtszustands dar. Der heutige Kohlenstoffkreislauf befindet sich folglich nicht im Gleichgewicht, d. h. die Reservoirgrößen sind zeitlich variabel und die Reservoirs zeigen Netto-Austauschflüsse, die von Null verschieden sind.

Die Ursache der anthropogenen Störung ist sehr genau bekannt. Dank akribischer Buchführung über Förderung, Export, Import und Lagerung fossiler Brennstoffe für nahezu alle Länder der Erde sind die aus ihrer Verbrennung resultierenden CO_2 -Emissionen seit etwa 1850 zugänglich (Abb. 3). Danach haben sich im Verlauf des 20. Jahrhunderts der Verbrauch fossiler Brennstoffe und damit auch die Emissionen von anthropogenem CO_2 verzehnfacht. Im Jahr 1998 wurden weltweit 6,6 Pg C in Form von CO_2 durch Verbrennung von Erdöl, Erdgas und Kohle in die Atmosphäre emittiert – Tendenz steigend. Unangefochtener Hauptemitter sind nach wie vor die USA, die allein für nahezu ein Viertel der globalen Emissionen verantwortlich sind. Deutschland steht zur Zeit mit 0,23 Pg C/Jahr auf Platz sechs der Weltrangliste.

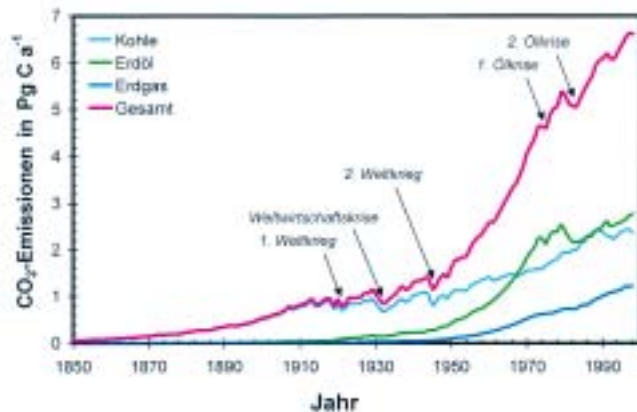


Abb. 3: Entwicklung globaler CO_2 -Emissionen aus der Verbrennung von Erdöl, Erdgas und Kohle in den letzten 150 Jahren (Marland et al. 2001). Ebenfalls dargestellt sind markante Ereignisse der Weltgeschichte bzw. -wirtschaft.

Die beobachtete Erhöhung der atmosphärischen CO_2 -Konzentration von etwa 1,5 ppmv/Jahr in den 1990er Jahren entspricht einem Anstieg der Reservoirgröße um 3,4 Pg C/Jahr. Die Atmosphäre stellt somit nur die Senke für etwa die Hälfte der anthropogenen CO_2 -Emissionen dar. Der Ozean rückte aufgrund seiner Aufnahmekapazität bereits früh als Kandidat für die „missing sink“ ins Blickfeld. Unabhängige aktuelle Schätzungen quantifizieren diese ozeanische Senke mit etwa 2,2 Pg C/Jahr und lassen die Bilanz daher um einen relativ kleinen Anteil offen, der in Ermangelung weiterer Kandidaten der terrestrischen Biosphäre zugewiesen werden muss.

Die Rolle der terrestrischen Biosphäre im anthropogen gestörten Kohlenstoffkreislauf ist am wenigsten gut bekannt. Sie soll daher hier nur kurz angerissen werden. Die terrestrische Biosphäre spielt gewissermaßen eine Doppelrolle – als Quelle und Senke von anthropogenem CO_2 . Die Quellenfunktion resultiert aus der sich ändernden Landnutzung auf unserem Planeten. Naturland wurde und wird in Kulturland umgewandelt. Hierbei wird die natürlich vorliegende Biomasse in der Regel verbrannt und damit direkt als CO_2 der Atmosphäre zugeführt. Zugleich sinkt der Kohlenstoffgehalt im Boden durch eine Bewirtschaftung meist erheblich. Damit stellen diese Eingriffe in die natürliche Vegetation stets CO_2 -Quellen dar. Dem steht eine Senkenwirkung gegenüber, die nicht nur die Quellenfunktion vollständig zu kompensieren vermag sondern vor allem in der letzten Dekade zu einer Netto-Senke der terrestrischen Biosphäre für anthropogenes CO_2 führt. Die Lokalisierung dieser Senkenfunktion sowie die kausale Zuordnung zu Schlüsselprozessen bereitet jedoch noch immer erhebliches Kopfzerbrechen. So wurden eine Vielzahl von Mechanismen vorgeschlagen (z. B. direkte CO_2 -Düngung der Landpflanzen, Stickstoffdüngung durch NO_x -Emissionen, Rückgang von Störfaktoren wie Waldbrand und Schädlingsbefall) und z. T. auch in ausgewählten Ökosystemen nachgewiesen.

Die Rolle des Ozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf ist generell besser bekannt. So findet die Aufnahme von 2,2 Pg C/Jahr durch den Ozean in grober Näherung gleichmäßig über die gesamte Ozeanfläche verteilt statt. Regionale Unterschiede in den tatsächlichen Aufnahmeraten resultieren aus einer Reihe von Faktoren. So zeigt die Pufferkapazität von Meerwasser eine starke Temperaturabhängigkeit, die im wesentlichen von der CO_2 -Löslichkeit herrührt. Sie führt dazu, dass warmes Oberflächenwasser in den Tropen nahezu doppelt soviel anthropogenes CO_2 aufnehmen kann wie kaltes Wasser in polaren Regionen. Diese Situation kann im Extremfall dazu führen, dass Wassermassen, die in niederen Breiten hinsichtlich der atmosphärischen CO_2 -Störung equilibrieren, auf Ihrem Weg in hohe Breiten aufgrund des steigenden Revelle- oder Pufferfaktors dort anthropogenes CO_2 an die Atmosphäre zurückgeben. Dieser Effekt wird für den Nord-

atlantik diskutiert und deutet sich in einer Reihe von Ergebnissen an. Ein weiterer wichtiger Parameter ist natürlich die mittlere Deckschichttiefe, die das unmittelbar im Atmosphärenkontakt stehende Wasservolumen definiert. Die Situation wird weiter kompliziert durch die Tatsache, dass der Nettofluss von CO_2 über die Phasengrenze Atmosphäre-Ozean neben dem Konzentrationsgradienten entscheidend von der Windgeschwindigkeit angetrieben wird, die ebenfalls eine starke Breitenabhängigkeit zeigt.

Unterhalb der durchmischten Deckschicht kann aus der Atmosphäre aufgenommenes anthropogenes CO_2 nur noch passiv mit dem Wassertransport – etwa durch Eddy-Diffusion oder Bildung von Tiefenwasser – transportiert werden. Dieses führt dazu, dass unterhalb der maximalen winterlichen Durchmischungstiefe im Bereich der Thermokline stark abnehmende Konzentrationen vorgefunden werden. In den meisten Bereichen des Weltozeans ist das Vorhandensein von anthropogenem CO_2 daher auf die oberen 1000–1500 m beschränkt. Ein wichtiger Prozess für den Transport von anthropogenem CO_2 in die Tiefe ist die thermohaline Zirkulation. Diese dichtegetriebene globale Umwälzbewegung findet ihren entscheidenden Antrieb im Nordatlantik, wo durch winterliche Tiefenwasserbildung große Volumina (etwa $20 \text{ Sverdrup} = 20 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) entstehen, die sich entlang des tiefen westlichen Randstroms nach Süden bewegen und letztlich ihren Weg bis in den Indik und Pazifik finden, wo sie großflächig auftreiben und im Mittel als Oberflächenstrom zum Nordatlantik zurückfließen. Das im Nordatlantik gebildete Tiefenwasser transportiert auch anthropogenes CO_2 in die Tiefe – ein Prozess der in Analogie zur biologischen Pumpe auch als physikalische Pumpe bezeichnet wird. Es ist daher nicht überraschend, dass der Nordatlantik das größte Wassersäuleninventar von anthropogenem CO_2 im Weltozean aufweist. So hat dieses im westlichen Becken des Nordatlantiks bereits die gesamte Wassersäule durchdrungen und Tiefen von mehr als 4000 m erreicht, so tief wie nirgends sonst im Weltmeer.

5 Quantifizierung der ozeanischen CO_2 -Aufnahme

Anders als im Fall der Atmosphäre ist eine Quantifizierung des anthropogenen CO_2 -Reservoirs und seiner zeitlichen Änderung im Ozean sehr schwer. Der gewaltige natürliche CO_2 -Hintergrund (DIC) von mehr als $2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$ steht einem maximalen jährlichen Anstieg von etwa $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ und einem kumulativen anthropogenen Signal von maximal knapp $70 \mu\text{mol kg}^{-1}$ seit Beginn der industriellen Revolution gegenüber. Dieser Umstand und die daraus resultierenden Anforderungen haben dazu geführt, dass CO_2 -Messungen heute zu den genauesten chemischen Messungen in der Meeresforschung gehören. Inzwischen routinemäßig auf See erreichbare Genauigkeiten von besser als 1 %

konnten nur durch intensive methodische Entwicklungen und sorgfältige Prozeduren erreicht werden. Doch durch eine hochpräzise Analytik allein kann eine Separation des anthropogenen CO_2 vom natürlichen Hintergrund nicht gelingen. Die natürliche Variabilität des CO_2 -Hintergrundes durch biologische, chemische und physikalische Prozesse auf unterschiedlichsten Zeitskalen stellt ein sehr viel größeres Problem dar. So zeigt DIC im Oberflächenwasser des Nordatlantiks einen natürlichen Jahresgang von 50 bis $100 \mu\text{mol kg}^{-1}$, was etwa der Größe des gesamten kumulativen anthropogenen Signals entspricht.

Es ist klar, dass dieses ungünstige Signal-Rausch-Verhältnis eine direkte Detektion des mittleren jährlichen DIC-Anstiegs nur durch lange Zeitserien erlaubt, wie sie bei BATS (**B**ermuda **A**tlantic **T**ime **S**eries) und HOT (**H**awaii **O**cean **T**ime **S**eries) gewonnen wurden. Da derartige Zeitserien im offenen Ozean vor allem aus logistischen und finanziellen Gründen auf einige wenige prominente Beispiele beschränkt blieben, mussten andere indirekte Verfahren entwickelt werden, um die ozeanische Aufnahme von anthropogenem CO_2 zu quantifizieren (Wallace 2001). Zwei besonders wichtige Verfahren sollen im folgenden kurz dargestellt werden:

Das erste Verfahren beruht auf der Messung des CO_2 -Partialdrucks ($p\text{CO}_2$) in Oberflächenwasser und Atmosphäre. Eine etwaige Differenz dieser beiden Partialdrücke stellt die treibende Kraft für den Netto-Gasaustausch dar und lässt sich mit Hilfe geeigneter Parametrisierungen in CO_2 -Nettoflüsse umrechnen. Die Aufgabe dieser Methode besteht folglich darin, für den gesamten Weltozean auf einem hinreichend feinen Raster mittlere (jährliche, saisonale oder gar monatliche) CO_2 -Partialdruckdifferenzen zu bestimmen, aus denen die jährliche ozeanische CO_2 -Aufnahme berechnet werden kann. Globale Karten des CO_2 -Nettoflusses (Abb. 4) zeigen im wesentlichen die Merkmale des natürlichen Kohlenstoffkreislaufs. Diese sind ausgeprägte ozeanische CO_2 -Quellen im Bereich des äqua-

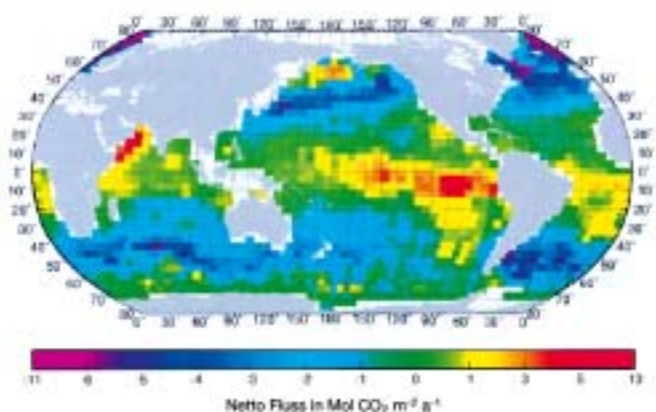


Abb. 4: CO_2 -Nettofluss zwischen Ozean und Atmosphäre (positiv = CO_2 -Abgabe an Atmosphäre) in $\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Die Berechnung beruht auf einer globalen $p\text{CO}_2$ -Klimatologie für 1995 nach Takahashi et al. (2002).

torialen Auftriebs (besonders tropischer Ostpazifik) und des Küstenauftriebs (z. B. Auftriebsgebiet während des Südwestmonsuns im nördlichen Arabischen Meer) sowie markante ozeanische CO_2 -Senken in Regionen mit tiefer Konvektion und Tiefenwasserbildung (z. B. Labradorsee oder Europäisches Nordmeer). Die eigentliche anthropogene CO_2 -Aufnahme ergibt sich durch Integration dieser Nettoflüsse über die gesamte Ozeanoberfläche als Differenz zum vorindustriellen Nettofluss, der nur über „steady state“ Abschätzungen zugänglich ist (Siegenthaler und Sarmiento 1993).

Auch dieses Verfahren hat mit einer Reihe widriger Umstände zu kämpfen. Zum einen wirken natürliche Prozesse besonders stark auf den $p\text{CO}_2$ und erzeugen damit eine ausgeprägte natürliche Saisonalität im Oberflächenozean, die vor allem in höheren Breiten in der Größenordnung des atmosphärischen CO_2 -Anstiegs seit Beginn der industriellen Revolution liegt. Zugleich zeigt der $p\text{CO}_2$ starke regionale Unterschiede. Dieses Verfahren unterliegt folglich besonders hohen Anforderungen an die zeitliche und räumliche Bedeckung und Auflösung, und konnte erst nach Abschluss der großen internationalen Feldprogramme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) und WOCE (World Ocean Circulation Experiment) mit Hoffnung auf Erfolg angegangen werden (vgl. Takahashi et al. 2002). In jüngster Zeit werden z. B. durch den Einsatz von Handelsschiffen als sogenannten „volunteer observing ships“ zunehmend Konzepte zur Nutzung autonomer Messplattformen verfolgt. Ein Beispiel hierfür ist der Autotransporter MS *Falstaff* der schwedischen Reederei Wallenius Lines, der im Liniendienst zwischen Europa und Nordamerika verkehrt und dabei im Rahmen eines Forschungsvorhabens des Kieler Instituts für Meereskunde ständig CO_2 -Messungen in

Meerwasser und Atmosphäre durchführt. Zu diesem Zweck wurde ein aufwändiges System für den autonomen Messbetrieb im Maschinenraum des Schiffes installiert (Abb. 5).

Ein zweites Verfahren zielt darauf, die räumliche Verteilung der kumulativen anthropogenen CO_2 -Konzentration im Ozean aus der Verteilung chemischer Messgrößen (gelöster anorganischer Kohlenstoff, Alkalinität, gelöster Sauerstoff, Nährstoffe usw.) zu rekonstruieren. Dazu muss der Einfluss biologischer Prozesse und der Vermischung von Wassermassen über geeignete Zusammenhänge – etwa die berühmten Elementarverhältnisse beim Auf- bzw. Abbau von organischer Materie, auch Redfield-Verhältnisse genannt (Redfield et al. 1963) – eliminiert werden. Das grundsätzliche Verfahren ist bereits in den späten 1970er Jahren vorgeschlagen worden (Chen und Millero 1979). Es beruht auf einer Reihe von z. T. nicht unproblematischen Annahmen, hat jedoch in den letzten Jahren eine Reihe von Verbesserungen erfahren.

Trotz aller verbleibenden Schwächen stellt dieses Verfahren den einzigen Ansatz zur Abschätzung des kumulativen Inventars von anthropogenem CO_2 im Ozean dar. Die Ergebnisse stimmen allgemein sehr gut mit unserer Kenntnis der Hydrographie und Zirkulation im Weltozean überein. So bilden sich beispielsweise auf einem Schnitt über den subpolaren Nordatlantik von der Südspitze Grönlands bis zur Südspitze Irlands (Abb. 6) die charakteristischen Wassermassen mit ihrem unterschiedlichen Alter und Ventilationsgrad auch in der Verteilung des anthropogenen CO_2 klar ab. Relativ junge Wassermassen wie das durch tiefe winterliche Konvektion in der Labradorsee gebildete Labrador Sea Water (LSW) oder das aus dem dichtegetriebenen Überstrom



Abb. 5: Automatisiertes Analysesystem zur Messung des CO_2 -Partialdrucks in Meerwasser und Atmosphäre. Das System befindet sich im Rahmen eines von der Europäischen Gemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens seit Anfang 2002 auf dem Autofrachter MS *Falstaff* (oben links) der schwedischen Reederei Wallenius Lines im Einsatz.

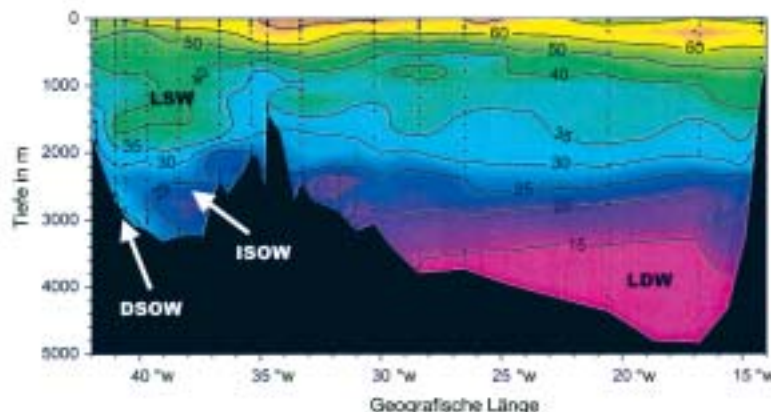


Abb. 6: Verteilung von anthropogenem CO_2 entlang eines Schnittes von der Südspitze Grönlands zur Südspitze Irlands (Körtzinger et al. 1999) angegeben in $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Ebenfalls dargestellt ist die Lage der charakteristischen Wassermassen entlang des Schnittes: LSW: Labrador Sea Water; ISOW: Iceland Scotland Overflow Water; DSOW: Denmark Strait Water; LDW: Labrador Deep Water.

durch die Dänemarkstraße resultierende **Denmark Strait Overflow Water (DSOW)** sind durch hohe Konzentrationen gekennzeichnet. Hingegen bildet sich das höhere Alter des im östlichen Becken gebildeten **Iceland Scotland Overflow Water (ISOW)**, das erst auf dem Umweg durch die Charly-Gibbs Fracture Zone ins Westbecken gelangt, in merklich niedrigeren Konzentrationen ab. Das Fehlen von aktiver Tiefenwasserbildung, und damit auch höherer Konzentrationen von anthropogenem CO_2 , wird besonders deutlich im Ostbecken, in dem das sehr viel ältere **Lower Deep Water (LDW)** vorgefunden wird, welches auch Tiefenwasseranteile aus der Antarktis beinhaltet. Wie bereits angesprochen zeigt der subpolare Nordatlantik die größten Eindringtiefen von anthropogenem CO_2 im Weltozean. So ist der Pazifik in Tiefen von mehr als 1000 bis 1500 m weitgehend frei von anthropogenem CO_2 , repräsentiert also vorindustriell gebildete Wassermassen.

Neben den beiden hier schlaglichtartig vorgestellten Verfahren gibt es noch eine Reihe weiterer Ansätze zur Quantifizierung der ozeanischen Aufnahme von anthropogenem CO_2 , die sich unterschiedliche Eigenschaften des Systems Erde zu Nutze machen. So führt die markante ^{13}C -Isotopie von fossilen Brennstoffen zur Einprägung eines anthropogenen ^{13}C -Signals in das atmosphärische CO_2 -Reservoir. Dieses Signal wird über die Aufnahme von anthropogenem CO_2 in der Ozean eingetragen – der sogenannte ^{13}C Suess-Effekt. Es gibt jedoch auch Ansätze, die ausschließlich auf Messungen in der Atmosphäre beruhen. Zeitliche Trends der atmosphärischen Konzentrationen von CO_2 und O_2 können bei Kenntnis der Stöchiometrie der beteiligten Prozesse – Verbrennung fossiler Brennstoffe, Nettophotosynthese von Landpflanzen – sowie der absoluten CO_2 -Emissionen zur Abschätzung der Nettoaufnahme von anthropogenem CO_2 in Ozean und terrestrischer Biosphäre (Keeling et al. 1996) genutzt werden. Bei diesem Verfahren wird das im Vergleich zur Atmosphäre sehr kleine ozeanische O_2 -Reservoir ignoriert. Aktuelle Arbeiten haben jedoch gezeigt, dass sich das ozeanische O_2 -Reservoir nicht (mehr) im „steady state“ befindet und messbare zeitliche Trends aufweist. Eine korrekte Repräsentation dieses ozeanischen Signals in atmosphärischen O_2 -Trends bedarf daher spezieller Studien zum ozeanischen O_2 -Reservoir. Damit ist auch dieses junge, bisher fast makellose Verfahren gewissermaßen in der wirklichen Welt der Erdsystemforschung angekommen.

6 Zukünftige Rolle des Ozeans

Es ist ein beruhigender Befund, dass die ozeanische Senke für anthropogenes CO_2 von diesen unabhängigen Methoden in Übereinstimmung mit den Ergebnissen globaler ozeanischer Zirkulationsmodelle auf etwa 2 Pg C/Jahr bestimmt wird. Auch wenn sich im Detail Diskrepanzen ergeben (zumeist jedoch im Bereich der Fehlergrenzen), kann die gegenwärtige Rolle des Weltozeans im gestörten Kohlenstoffkreislauf als hin-

reichend gut verstanden betrachtet werden. Unsere Fähigkeiten, die zukünftige Rolle des Ozean und speziell des marinen Kohlenstoffkreislaufs vorherzusagen, sind jedoch noch sehr eingeschränkt. Der Grund dafür liegt in der Vielzahl denkbarer Rückkopplungsmechanismen, für die bisher ein eingehendes Prozessverständnis und realistische Abschätzungen der quantitativen Effekte fehlen. Einige Beispiele sollen das Rückkopplungspotential für Klimaveränderungen im Ozean schlaglichtartig beleuchten:

- Die globale Erwärmung ist auch im Weltozean in den oberen 3000 m nachgewiesen. Zusammen mit der ebenfalls dokumentierten Aussüßung ergibt sich eine verstärkte Dichteschichtung im Weltozean, die über veränderten vertikalen Nährstoffeintrag in die Deckschicht zu Änderungen der biologischen Pumpe führen könnte. Erste Anzeichen dafür bieten Trends im ozeanischen Sauerstoffreservoir.
- Die Stärke der thermohalinen Zirkulation hängt entscheidend vom Dichteantrieb im Nordatlantik ab. Modellrechnungen belegen die Sensitivität bezüglich Wärme- und Süßwasserflüssen. In globalen Erwärmungsszenarien ergibt sich meist eine Reduktion der thermohalinen Zirkulation, was sich in einer reduzierten Aufnahme von anthropogenem CO_2 niederschlagen sollte.
- Die Aufnahme von anthropogenem CO_2 führt zu einer Abnahme des pH-Werts im Oberflächenwasser. Es ist nachgewiesen, dass ein sinkender pH-Wert kalkifizierende Organismen beeinträchtigt und ihnen möglicherweise einen ökologischen Nachteil verschafft. Dieser Effekt wirkt besonders stark auf Korallen, könnte aber auch zu Artenverschiebungen im Phytoplankton und damit zu erheblichen Rückkopplungen auf atmosphärische CO_2 -Konzentrationen führen.

Diese Beispiele belegen die starke Verflechtung und gegenseitige Abhängigkeit physikalischer, biologischer und chemischer Prozesse und Faktoren, die eine Vorhersage der Gesamtsystems Ozean extrem erschweren. Die Lösung dieser kolossalen Aufgabe wird vermutlich nur in einer Kombination detaillierter Prozessstudien und hydrographischer Messkampagnen mit hochauflösender Modellierung der kritischen Komponenten des Systems Erde – speziell seiner marinen Elemente – liegen. Realistische Vorhersagen zukünftiger Klimaveränderungen sind ohne ein grundlegendes Verständnis des Ozeans und seiner komplexen Reaktionen nicht denkbar – eine Aufgabe, der sich die moderne Meeresforschung stellt.

Literatur

- ARRHENIUS, S., 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* **41**, 237-276.
- BLAIR, T.A., 1940: *Climatology, general and regional*. Prentice-Hall, New York, pp. 101.

- CALLENDAR, G.S., 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Q. J. Roy. Met. Soc.* **64**, 223-237.
- CHEN, C.-T.A. und F.J. MILLERO, 1979. Gradual increase of oceanic CO₂. *Nature* **277**, 205-206.
- CRUTZEN, P.J., E.F. STOERMER, 2000. The „Anthropocene“. *Global Change Newsletter* **41** (5), 17-18.
- ETHERIDGE, D.M., L.P. STEELE, R.L. LANGENFELDS, R.J. FRANCEY, J.-M. BARNOLA, V.I. MORGAN, 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.* **101**, 4115-4128.
- FOURIER, J., 1824: Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Annal. Chim. Phys.* **27**, 136-167.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, N. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (Hrsg.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- KEELING, C.D., T.P. WHORF, 2001. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- KEELING, R.F., S.C. PIPER, M. HEIMANN, 1996. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentrations. *Nature* **381**, 218-221.
- KÖRTZINGER, A., M. RHEIN, L. MINTROP, 1999. Anthropogenic CO₂ and CFCs in the North Atlantic Ocean – A comparison of man-made tracers, *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2065-2068.
- MARLAND, G., T.A. BODEN, R.J. ANDRES, 2001. Global, Regional, and National Fossil Fuel CO₂ Emissions. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- REVELLE, R., H.E. SUESS, 1957. Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades. *Tellus* **9**, 18-27.
- REDFIELD, A.C., B.H. KETCHUM, F.A. RICHARDS, 1963. The influence of organisms on the composition of sea water, In: *The Sea*, M.N. Hill (Hrsg.), vol. 2., Interscience, New York, pp. 26-77.
- SARMIENTO, J.L., E.T. SUNDQUIST, 1992. Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide. *Nature* **356**, 589-593.
- SIEGENTHALER, U., J.L. SARMIENTO, 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* **365**, 119-125.
- TAKAHASHI, T., S.C. SUTHERLAND, C. SWEENEY, A. POISSON, N. METZL, B. TILBROOK, N. BATES, R. WANNINKHOF, R.A. FEELY, C. SABINE, J. OLAFSSON, Y. NOJIRI, 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects, *Deep-Sea Res. II*, im Druck.
- WALLACE, D.W.R., 2001. Storage and Transport of Excess CO₂ in the Oceans: the JGOFS/WOCE Global CO₂ Survey. In: Church, J., G. Siedler, J. Gould (Hrsg.): *Ocean Circulation and Climate*. London, San Diego, Academic Press, pp. 489-521.
- WEART, S.R., 1997: The discovery of the risk of global warming. *Phys. Today* **50**(1), 34-40.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. Arne Körtzinger,
 Prof. Dr. Douglas W.R. Wallace
 Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
 Forschungsbereich Marine Biogeochemie
 Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel
 E-Mail: akoertzinger@ifm.uni-kiel.de